

Режим и процессы в озере Восток

УДК 551.322

Закономерности формирования конжеляционного льда над подледниковым озером Восток

© 2012 г. В.Я. Липенков, Е.В. Полякова, А.А. Екайкин

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

lipenkov@aari.ru

Статья принята к печати 25 октября 2012 г.

Антарктида, ледниковый покров, ледяной керн, ортотропный рост, подледниковое озеро, структура льда, упорядоченное строение.

Antarctica, ice core, ice sheet, ice texture, subglacial lake, orthotropic growth, preferred fabric.

Представлены данные петрографических исследований ледяных кернов из скважин 5Г-1 и 5Г-2 на станции Восток, которые детально характеризуют особенности строения 232-метровой толщи конжеляционного льда, нарощего на нижнюю поверхность Антарктического ледникового покрова, перекрывающего оз. Восток. Показано, что основная тенденция в изменении структуры этого льда с глубиной – рост среднего размера кристаллов с уменьшением возраста льда и приближением к поверхности подледникового озера. Наблюдаемые на фоне этого тренда вариации размера и ориентировки кристаллов отражают пространственно-временные изменения интенсивности притока к фронту кристаллизации переохлаждённой воды из северных районов озера, где происходит таяние ледникового льда. Наличие переохлаждённой воды у фронта кристаллизации способствует устойчивому преимущественному росту кристаллов с субгоризонтальной ориентировкой с-осей. В условиях недостатка переохлаждённой воды перевес в росте получают кристаллы с субвертикальной или наклонной к фронту кристаллизации ориентировкой. Таким образом, тип преимущественной кристаллографической ориентировки служит индикатором поступления талой воды в район льдообразования.

Введение

Российская внутриконтинентальная станция Восток, где в течение многих лет ведётся керновое бурение антарктического ледника, расположена над южной глубоководной частью крупнейшего на нашей планете подледникового озера Восток. В 1998 г. скважина 5Г-1 впервые на глубине 3537–3539 м¹ вошла в слои конжеляционного льда, который образовался из воды озера. К основным признакам, указывающим на водное происхождение этого льда, относятся резкое изменение изотопного состава [16] и чрезвычайно низкое (в $10-10^3$ раз меньше, чем во льду атмосферного происхождения) содержание газа в ледяном керне [20]. Это событие ознаменовало начало нового этапа в исследовании оз. Восток, когда основным источником экспериментальных данных о составе воды и гидрологическом режиме уникального подледникового водоёма становится керн конжеляционного (озёрного) льда.

В 1998 г. буровые работы были остановлены на глубине 3623 м. После восьмилетнего перерыва бурение скважины 5Г-1 электромеханическим снарядом было возобновлено и продолжено до глубины 3650 м. В 2007 г. произошла авария, в результате которой бурение скважины 5Г-1, достигшей к тому времени 3667 м, пришлось прекратить. Для обхода оставленного в скважине снаряда специалисты Санкт-Петербургского горного института (сейчас Национальный минерально-сырьевой университет «Горный» (СПГГИ)), разработали и впервые в мировой практике применили технологию забуривания бокового ствола скважины механическим снарядом с заданной глубины из аварийной скважины. Новый ствол 5Г-2 был забурен в 2009 г. в интервале глубин 3587–3600 м. Дальнейшее бурение скважины 5Г-2 позволило получить параллельный керн озёрного льда, дублирующий керн скважины 5Г-1 в интервале глубин 3600–3666 м (рис. 1, б). 5 февраля 2012 г. скважина 5Г-2 достигла

¹Здесь и далее в статье используется «официальная» глубина скважины, которая соответствует суммарной длине поднятого из скважины керна.

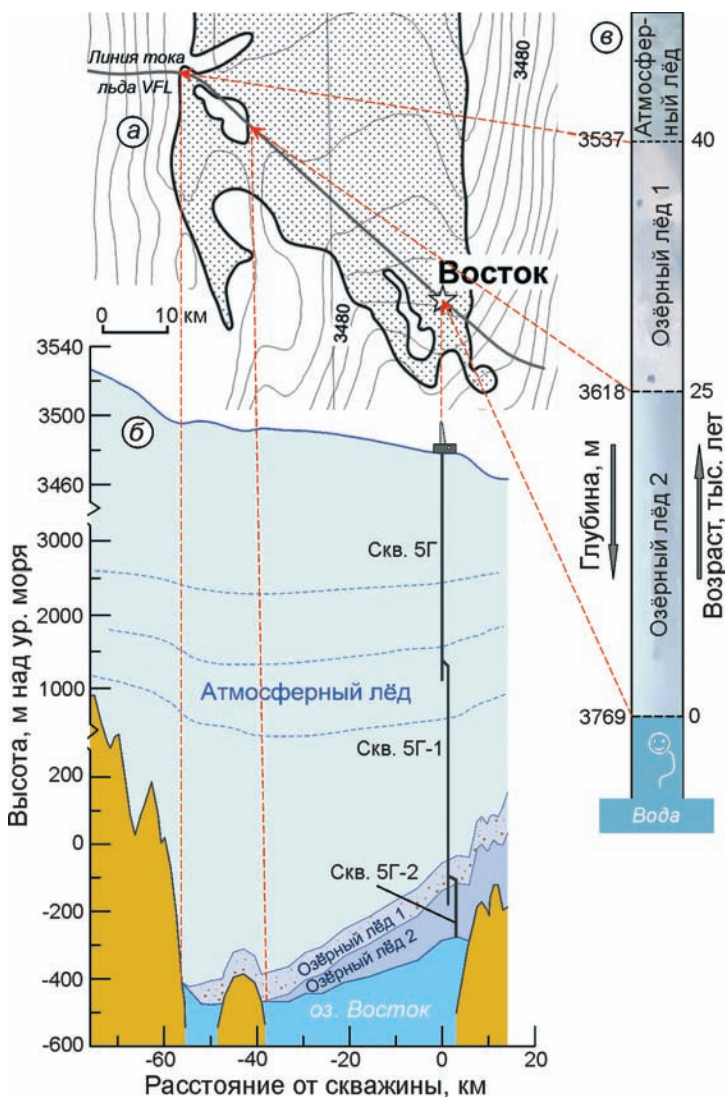


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая формирование слоёв озёрного льда 1 и 2 в основании ледникового покрова в районе станции Восток.

a – карта южной части подледникового озера Восток, на которой показана линия тока льда *VFL*, проходящая через скважину 5Г; береговая линия озера проведена по данным [21]; *б* – вертикальный разрез ледникового покрова по линии тока льда *VFL* с указанием положения скважины 5Г и её боковых стволов 5Г-1 и 5Г-2; при построении разреза использовались: спутниковые данные о высоте дневной поверхности ледника [13]; радиолокационные данные о положении нижней поверхности ледника (данные С.В. Попова, частично опубликованные в [23]); модельные оценки скорости нарастания конгеляционного льда на подошву ледникового покрова [23]; данные, полученные по ледяному керну (эта работа); *в* – разрез толщи озёрного льда, вскрытый скважинами 5Г-1 и 5Г-2, на котором указаны глубины залегания границ между атмосферным и озёрным льдом (3537 м), озёрным льдом 1-го и 2-го типов (3618 м) и поверхности раздела лёд – вода (3769 м); все глубины даны по керну; для каждого горизонта указаны возраст и место образования льда на линии тока *VFL* по модельным данным [23]

Fig. 1. Schematic displaying formation of lake ice 1 and 2 at the bottom of the ice sheet near Vostok Station.

a – southern part of Lake Vostok and the Vostok ice flow line (*VFL*) passing through borehole 5G; the lake shore line is shown after [21]; *б* – vertical section of the ice sheet along the *VFL* line with indication of the position of the main hole 5G and its branch holes 5G-1 and 5G-2; the surface elevation is from [13], the bottom of ice sheet is from radio-echo sounding data (S.V. Popov's data partly published in [23]), the thickness of the lake ice 1 and lake 2 strata is assessed using modeled rate of ice accretion [23] with additional information from the ice core study (this work); *в* – vertical section of Lake Vostok accreted ice as revealed by coring in holes 5G-1 and 5G-2; the depths of interfaces between meteoric and lake ice (3537 m), lake ice 1 and lake ice 2 (3618 m) and between ice and water (3769 m) are indicated; the depths are from the ice core length measurements; the formation sites on the *VFL* line and the ages of accreted ice at these depths are deduced from modeling [23]

поверхности оз. Восток на глубине 3769,3 м, которая, учитывая наклон скважины, соответствует вертикальной мощности ледника 3758 м.

Толща озёрного льда, вскрытая скважиной, образовалась вдоль линии тока ледника *VFL* (Vostok ice-Flow Line), которая начинается на ледоразделе В и проходит через станцию Восток (см. рис. 1, *a*). На расстоянии примерно 55 км от станции ледник достигает озёрной котловины и вступает в контакт с водой. Сразу после пересечения линии налегания на холодной нижней поверхности ледникового покрова начинает нарастать конгеляционный лёд. В керне скважины 5Г-1 граница между ледниковым льдом атмосферного происхождения и конгеляционным льдом, образовавшимся из озёрной воды, фиксируется по газосодержанию льда на глубине примерно 3537 м, а по изотопному составу – на глубине 3539 м. Расчёты, выполненные с помощью математической модели течения ледникового покрова, учитывающей

влияние прошлых изменений климата на скорость движения льда над озером, показали, что перемещение ледника от западного берега озера до станции Восток продолжалось примерно 40 тыс. лет [23]. В соответствии с этим возраст конгеляционного льда в районе скважины уменьшается с ростом глубины его залегания от 40 тыс. лет (на контакте с атмосферным льдом) до нуля (на контакте с озёрной водой).

Вскоре после выхода на озеро линия тока льда *VFL* пересекает небольшой остров, отделённый от западного берега озера узким проливом. Предполагается [11], что именно в этой части подледникового водоёма, над мелководным проливом, формируется 81-метровый слой озёрного льда 1, содержащий видимые невооружённым глазом минеральные включения донных осадков озера (глубина залегания слоя 3537–3618 м). Над островом нарастание льда прекращается. Примерно в 40 км от станции движущийся ледник выходит на открытую глубоководную часть озера, над которой про-

должается медленное нарастание 151-метровой толщи чистого (без включений) озёрного льда 2 (3618–3769 м). Таким образом, если схема, представленная на рис. 1, верна, то изменение свойств ледяного керна в интервале глубин 3537–3769 м должно отражать пространственную (вдоль линии тока льда) и временную (за последние 40 тыс. лет) изменчивость условий конжеляционного льдообразования при движении ледника над озером. Примерно в 5 км вниз по течению льда от станции Восток линия тока *VFL* вторично пересекает берег озера. Скважина расположена в середине 10-километровой переходной зоны, отделяющей плавающую часть ледникового покрова, находящуюся в гидростатическом равновесии с озером, от его основной части, лежащей на каменном основании [13]. Возникающие в переходной зоне деформирующие напряжения приводят к образованию над линией налегания характерного вала, который хорошо виден на высокоточном профиле высоты поверхности ледника (см. рис. 1, б).

Для реконструкции состава воды и параметров гидрологического и газового режимов оз. Восток по результатам геохимических и биологических анализов керна необходимо знать особенности конжеляционного льдообразования на подошве ледника, перекрывающего озеро. Попытки интерпретации изотопного состава озёрного льда на основе представлений о термохалинной циркуляции в озере [24] привели к заключению о подобии механизмов образования льда в южной части оз. Восток и под шельфовыми ледниками [25, 26]. В частности, было сделано предположение, что существенную роль здесь играют кристаллы внутриводного льда, образующиеся при слабом переохлаждении (0,01–0,1 °C) талой воды, которая поднимается вдоль наклонной ледяной кровли озера из районов подледникового таяния на севере в направлении области льдообразования на юге озера (см. схему циркуляции воды на рис. 1, в [2]). Консолидация первоначально рыхлого слоя кристаллов внутриводного льда, скапливающихся у подошвы ледника, происходит в результате медленного (изотопно-равновесного) заморзания вмещающей их воды и сопровождается захватом и последующей кристаллизацией жидких включений – так называемых «водных карманов».

Гипотеза о трёхкомпонентном строении конжеляционного льда, состоящего в момент образования из кристаллов внутриводного льда, равновесно замёрзшей воды и водных карманов, была положена в основу интерпретации экспериментальных профилей изотопного состава керна озёрного льда [2, 12, 25, 26]. Согласно этой гипотезе, на нижней поверхности ледника первоначально формируется слой мелкозернистого конжеляционного льда с размером кристаллов, не превышающим первые миллиметры. Фактически наблюдаемые в керне крупно- и гигантозернистая структуры льда рассматривались как результат ано-

мального роста кристаллов после льдообразования при температуре, близкой к точке плавления [22]. Эта концепция нашла подтверждение в результатах исследований кристаллов озёрного льда методом рентгеновской дифракции, которые показали высокую степень совершенства их кристаллической структуры. Плотность дислокаций в образцах льда с глубин 3538, 3553, 3588, 3600 и 3610 м составила $\sim 10^8 \text{ м}^{-2}$, что на порядок ниже плотности дислокаций в вышележащей толще ледникового льда [14, 22].

В 2006 г. параллельно с возобновлением бурения скважины 5Г-1 на станции Восток начались петрографические исследования озёрного льда, которые проводились непрерывно сначала по керну скважины 5Г-1 до глубины 3666 м, а затем – по керну скважины 5Г-2, начиная с глубины 3600 м. Результаты исследований показали, что размер кристаллов озёрного льда увеличивается с глубиной его залегания (т.е. по мере приближения к контакту лёд–вода), а не наоборот, как следовало ожидать, исходя из гипотезы о росте кристаллов после льдообразования. На основании предварительных данных, полученных до глубины 3666 м, был сделан вывод, что конжеляционный лёд на нижней поверхности ледникового покрова в районе станции Восток образуется в результате ортотропного роста кристаллов льда в направлении, перпендикулярном фронту кристаллизации, и, таким образом, по механизму формирования подобен ледяным покровам поверхностных водоёмов [4, 5].

В 2012 г. петрографические исследования ледяных кернов из скважин 5Г-1 и 5Г-2 были завершены. В настоящей работе впервые представлены и обсуждаются детальные профили количественных характеристик структуры и строения озёрного льда вплоть до его контакта с водой оз. Восток на глубине 3769 м. Вновь полученные данные потребовали пересмотра сложившихся ранее представлений о закономерностях формирования конжеляционного льда над подледниковым водоёмом.

Методика исследований

Петрографические исследования проводились в гляциологических лабораториях станции Восток параллельно с бурением. В первую очередь выполнялась механическая стыковка ледяных кернов, поднятых в разных рейсах бурения. Во многих случаях эта операция позволяла восстановить взаимную азимутальную ориентировку кернов, сохранение которой – необходимое условие для получения надёжных данных об изменении ориентировки главных кристаллографических осей (*c*-осей) ледяных кристаллов по глубине. Керны тщательно просматривались для обнаружения минеральных включений, оценки их размера и количества в озёрном льду. Структура ледяных агрегатов исследовалась с помощью пластин длиной 1 м, шири-

ной 5–7 см и толщиной 3–5 мм, которые вырезались горизонтальной ленточной пилой параллельно оси керна после отбора проб на изотопный анализ [2]. Плоскостная структура льда в ледяных пластинах картировалась на просмотровом поляризационном столике длиной 1,2 м. Положение границ кристаллических индивидов фиксировалось на пластине фломастером и зарисовывалось в рабочем журнале. Всем сечениям кристаллов, идентифицированным в пластинах, присваивался порядковый номер, который затем использовался при регистрации результатов измерений ориентировки *c*-осей.

После описания структуры льда из пластин изготавливали шлифы толщиной 0,3 мм, по которым измеряли ориентировку *c*-осей кристаллов на трёхосном столике Федорова большой модели (прибор «ПИКОЛ»). Для документирования плоскостной структуры льда, характера погасания кристаллов и признаков их полигонизации все шлифы фотографировали. За весь период работ по кернам обеих скважин было изготовлено и изучено 300 метровых пластин и 1175 ледяных шлифов, измерена ориентировка *c*-осей 3075 кристаллов. На основе полевых материалов создано непрерывное растровое изображение границ сечений кристаллов в пластинах, которое использовалось для определения количественных характеристик структуры озёрного льда методами направленных секущих [7, 27].

Основной фактор, затрудняющий корректное применение методов количественного стереометрического анализа для изучения структуры озёрного льда, — чрезвычайно крупный размер слагающих его кристаллических индивидов. Обработка полученных данных по методике С.А. Салтыкова [7] показала, что по керну диаметром 10 см невозможно точно установить размер кристаллов льда, охарактеризовать их реальную форму и определить наличие или отсутствие преобладающей ориентировки граничных поверхностей кристаллов в пространстве. Более того, результаты измерений ориентировки *c*-осей показывают, что структура озёрного льда, особенно на больших глубинах, характеризуется глубокими взаимными прорастаниями кристаллов, поэтому многие из них представлены в пластинах несколькими разобшёнными сечениями, что дополнительно осложняет оценку формы и размеров кристаллических индивидов. Как показывает практика, наиболее надёжная количественная характеристика структуры в таких случаях — удельная площадь поверхности контактов кристаллов, которая равна удвоенному числу точек пересечений секущих линий с границами кристаллов, наблюдаемыми в шлифе или пластине [7, 27].

Для поиска и идентификации кристаллических включений гидратов воздуха в озёрном льду использованы бинокулярный микроскоп Olympus и поляри-

зационный стереомикроскоп Leica MZ9.5, оснащённый цветной цифровой камерой высокого разрешения и компьютером Macintosh для управления съёмкой и обработки изображений. Наблюдения вели в пластинах льда толщиной 2–3 мм, вырезанных параллельно оси керна. Счётная концентрация газовых гидратов оценивалась путём подсчёта количества центров выделения воздуха в ледяных пластинах в процессе их плавления в воде при комнатной температуре. Измерения общего содержания газа в образцах озёрного льда выполнено одним из авторов этой статьи в Лаборатории гляциологии и геофизики окружающей среды (г. Гренобль, Франция). Измерения вели с помощью установки STAN, реализующей метод «плавления—повторного замораживания» образцов льда под вакуумом для экстракции газа и барометрический метод для определения количества газа во льду [19]. Благодаря высокой чувствительности использованной измерительной системы ($\sim 5 \times 10^{-5}$ см³ газа при нормальных условиях на 1 г льда) определено общее газосодержание озёрного льда 1 и оценена объёмная доля водных карманов, образование которых приводит к захвату растворённых в воде газов нарастающим конжеляционным льдом.

Результаты исследований

Минеральные и газовые включения. Минеральные и газовые включения встречаются только в верхней части толщи конжеляционного льда до глубины примерно 3618 м, которая была принята нами за условную границу между слоями озёрного льда 1 и 2 (рис. 2, а, б). Микроскопические исследования пластин озёрного льда 1 показали, что содержащиеся в нём газы (см. рис. 2, в) локализованы в кристаллических включениях газовых гидратов (рис. 3). Размер этих включений варьирует от 0,05 до 0,6 мм, а их счётная концентрация на три порядка ниже концентрации гидратов воздуха в атмосферном льду (см. рис. 2, б). Вблизи контакта с ледниковой толщей гидраты озёрного льда по своим морфометрическим характеристикам часто похожи на гидраты атмосферного льда (см. рис. 3, 3539,20 м и рис. 5 в работе [18]). Не исключено, что часть этих гидратов попала в верхние горизонты озёрного льда 1 из вышележащей толщи атмосферного льда в результате перемешивания ледяных слоёв.

Гидраты, обнаруженные на значительном расстоянии от контакта с ледниковой толщей, по своей морфологии отличаются от гидратов атмосферного льда (см. рис. 3, 3599,50 м). С большой долей вероятности их можно отнести к сингенетическим автогенным включениям [10], содержащим газы, растворённые в подледниковой воде. Формирование этих гидратов связано с захватом образующимся конжеляционным льдом включений воды оз. Восток, последующим дозамерзанием жидких включений (водных карманов) и

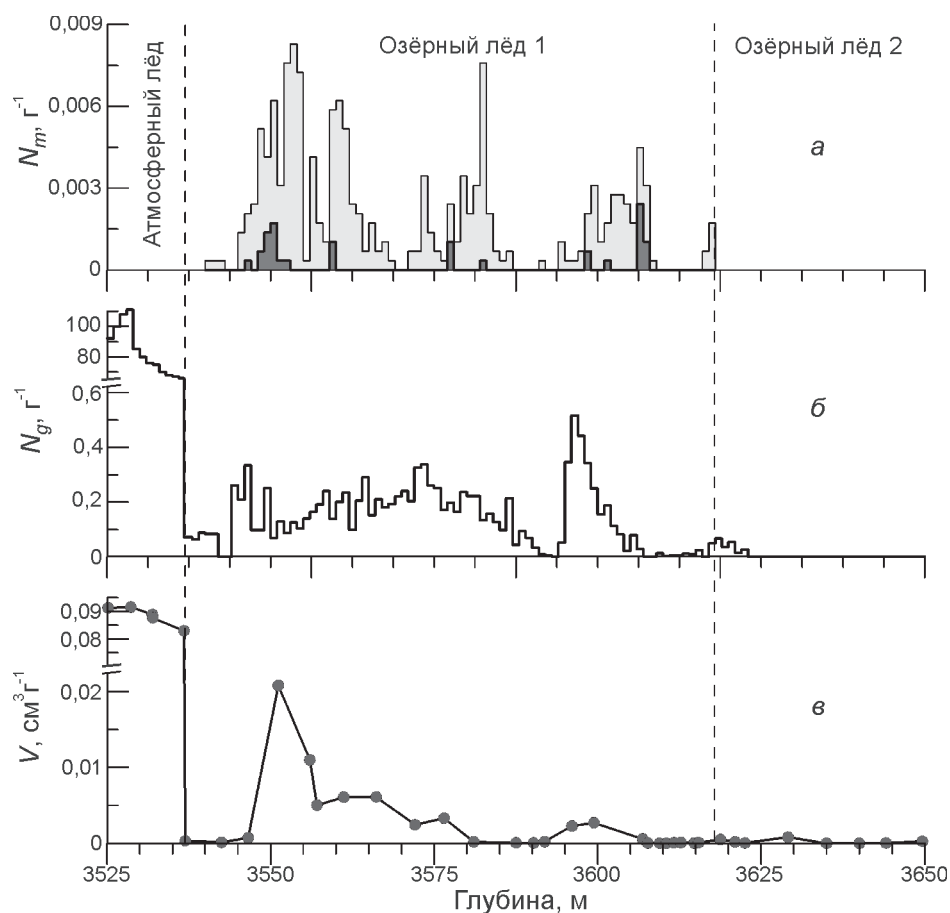


Рис. 2. Газовые и минеральные включения в керне озёрного льда.

a – счётная концентрация минеральных включений N_m ; тёмносерой заливкой показана концентрация крупных (> 2 мм) включений донных осадков оз. Восток; *б* – счётная концентрация газовых гидратов N_g ; *в* – общее содержание газа V (в см^3 при нормальных условиях на 1 г льда)

Fig. 2. Gas and mineral inclusions in the lake ice core.

a – number concentration of mineral inclusions N_m ; curve with dark grey filling indicates concentration of relatively large inclusions (> 2 mm) of Lake Vostok bottom sediments; *б* – number concentration of gas hydrates N_g ; *в* – total gas content (in cm^3 STP per 1 g of ice)

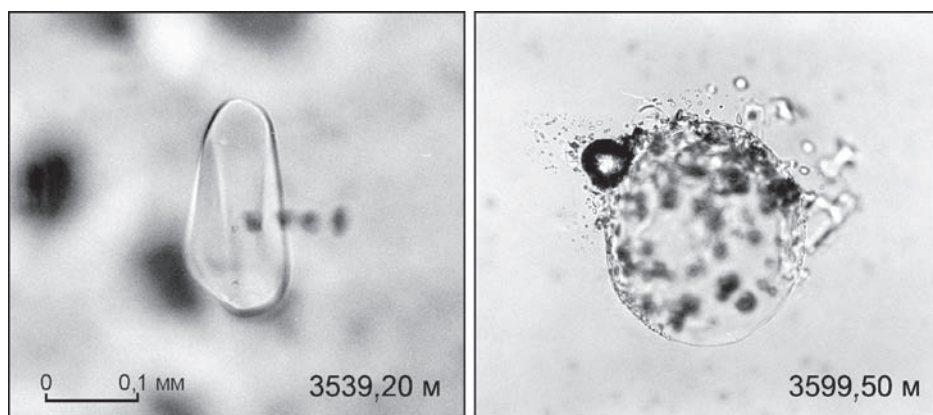


Рис. 3. Кристаллические включения газовых гидратов, обнаруженные в толще озёрного льда 1 на глубинах 3539,20 и 3599,50 м. Гидрат на фотографии справа диссоциирует с выделением газа

Fig. 3. Crystalline inclusions of gas hydrates observed in lake ice 1 at depths 3539.20 and 3599.50 m. The gas hydrate shown on the right-hand photograph is dissociating with the gas releasing

концентрацией в их центре газовых и других примесей, содержащихся в озёрной воде. Поскольку температура ($\sim -3^\circ\text{C}$) и давление (~ 33 МПа), при которых образуется лёд, отвечают условиям стабильности смешанных гидратов азота и кислорода, доминирующих в воде озера [20], большая часть захваченного водными карманами газа (> 97%) образует с молекулами воды газовый гидрат – нестехиометрическое соединение клатратного типа. Доля растворённого в льду газа, обеспечивающего стабильность гидратной фазы,

составляет менее 3% [15]. Таким образом, счётная концентрация водных карманов во льду в первом приближении равна счётной концентрации газовых гидратов, показанной на рис. 2, б.

Наличие водных карманов, содержащих гидраты, объясняет относительно повышенное количество газа в озёрном льду 1 (в среднем 10^{-3} $\text{см}^3\text{г}^{-1}$). Глубже 3618 м, с исчезновением карманов, газосодержание льда падает до $\sim 1,5 \cdot 10^{-4}$ $\text{см}^3\text{г}^{-1}$ (см. рис. 2, б, в). По-видимому, толща озёрного льда 2 формировалась в условиях пре-

дельно низкой скорости роста ледяных кристаллов ($< 5 \text{ мм год}^{-1}$) [23]), которая исключает возможность образования жидких включений и захват растворённых в воде газов. В этом случае газосодержание формирующегося конжеляционного льда полностью определяется равновесной растворимостью газов во льду на контакте с насыщенной газами озёрной водой.

По определению, содержание газа в водных карманах равно его содержанию в озёрной воде. Концентрация газов в воде озера точно не известна. За её нижний предел принимают газосодержание тающего на севере озера ледникового льда, которое оценивается в $0,09 \text{ см}^3 \text{ г}^{-1}$ [20]. Используя это значение и результаты измерений, приведённые на рис. 2 б, в, легко рассчитать, что объёмная доля водных карманов в озёрном льду 1 не превышает 1%, а их средний размер составляет порядка 0,5 см. Отметим, что полученные ранее на основании анализа изотопных данных существенно более высокие оценки объёмной концентрации карманов (30–58%) [25] могут соответствовать действительности только в случае, когда концентрация газов в озёрной воде на 1–1,5 порядка меньше газосодержания ледникового льда, что маловероятно.

Отсутствие корреляции между числом минеральных включений и гидратов (см. рис. 2 а, б) свидетельствует о слабой зависимости процесса захвата минеральных агрегатов от условий образования озёрного льда 1. Можно предположить, что число и размер минеральных включений во льду увеличиваются в случае приближения нижней поверхности ледника ко дну озера, в то время как число и размер замёрзших водных карманов, содержащих гидраты, служат индикаторами скорости роста конжеляционного льда: чем больше крупных водных карманов, тем выше была скорость роста. Слои с повышенным содержанием крупных минеральных включений (3548–3553 и 3606–3608 м), ко-

торые в целом характеризуются пониженной концентрацией гидратов, должны соответствовать слоям льда, сформировавшимся вблизи линии налегания или непосредственно на контакте ледника с подстилающими горными породами. Наличие крупных обломков горных пород (до 4 мм в поперечнике) в слое 3606–3608 м [17] указывает, что они были захвачены льдом при экзарации ледником поверхности подледникового острова, лежащего в 40–50 км вверх по линии тока льда от скважины. Следовательно, первоначальная структура нижних слоёв конжеляционного льда, образовавшихся до пересечения ледником острова, могла претерпеть существенные изменения в результате взаимодействия движущегося ледника с ложем.

Структура озёрного льда. В работах [4, 5] на основе результатов исследования ледяных пластин методом направленных секущих [7] сделан предварительный вывод о развитии в толще озёрного льда параллельно-шестоватой (призматически-зернистой) структуры. Более тщательный анализ полученных данных показал, что размер исследуемых пластин (главным образом, их ширина, ограниченная диаметром керна) значительно меньше «единицы гомогенности» [7] гигантокристаллической структуры озёрного льда, что не позволяет сделать статистически значимое заключение о характере ориентации системы граничных поверхностей. В данной работе для оценки количественных характеристик структуры озёрного льда использовались стереологические соотношения, действительные для изометрических структур. Полученные данные позволяют получить лишь приблизительное представление об абсолютных значениях структурных характеристик, но они достаточно достоверно отражают их эволюцию в разрезе толщи озёрного льда. Наиболее надёжны результаты определения удельной площади поверхности контактов кристаллов, показанные на рис. 4.

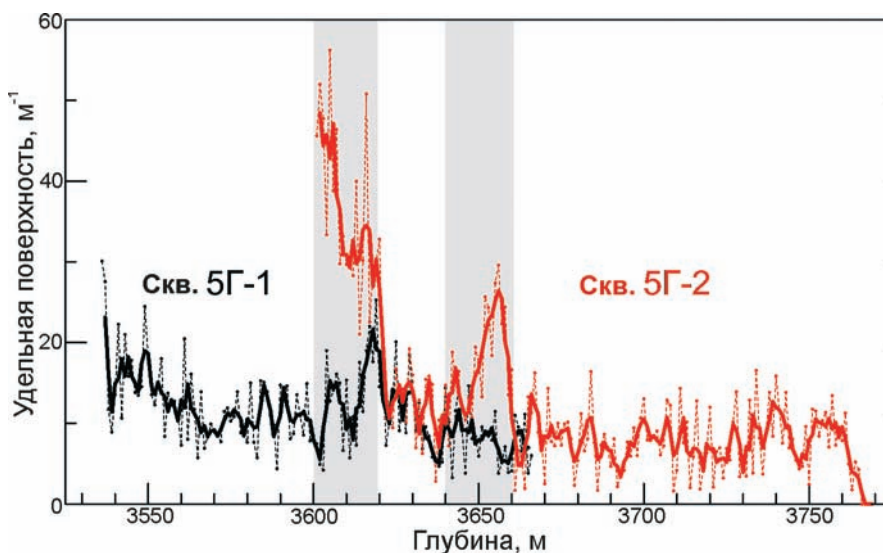


Рис. 4. Удельная поверхность контактов ледяных кристаллов ($\text{м}^2/\text{м}^3$) в ядрах скважин 5Г-1 и 5Г-2.

Тонкий пунктир — результаты измерений; жирная сплошная линия — скользящее среднее по 5-метровым интервалам; затенёванными полосами выделены интервалы глубин, где наблюдаются значительные различия в размере кристаллов льда в двух параллельных ядрах (см. текст)

Fig. 4. Specific surface of ice crystal contacts (m^2/m^3) in the 5G-1 and 5G-2 ice cores.

Thin dashed line — measurements; solid line — running average over the 5-m intervals; shaded bands indicate depth intervals within which a great difference between the crystal sizes measured in the two parallel ice cores is observed

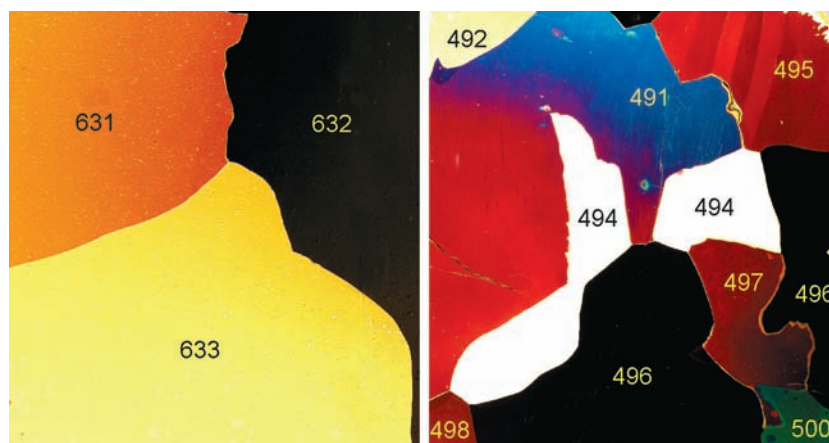


Рис. 5. Шлифы озёрного льда, поднятого с глубины 3617 м из скважин 5Г-1 (слева) и 5Г-2 (справа). Вертикальный размер шлифов 9 см. Указаны порядковые номера сечений кристаллов, которые использовались при регистрации результатов измерений ориентировки *c*-осей. Сечения с одинаковыми номерами по данным замеров ориентировки с большой вероятностью принадлежат одному и тому же кристаллу. Кристалл № 495 (скважина 5Г-2) имеет полосчатое погасание (см. текст)

Fig. 5. Thin sections of lake ice recovered from 3617 m depth from holes 5G-1 (left) and 5G-2 (right). Vertical size of thin sections is 9 cm. Figures indicate serial numbers of the ice crystal sections used for documenting the data on the *c*-axis orientation. Crystal sections with identical numbers likely belong to the same crystal, as judged from the *c*-axis measurements. Crystal № 495 (hole 5G-2) is characterized by the streaky extinction (see text)

Видно, что основная тенденция в изменении структуры озёрного льда с глубиной — уменьшение удельной поверхности (увеличение среднего размера) кристаллов льда по мере приближения к поверхности раздела лёд—вода. Вместе с тем исследования керна скважины 5Г-2 показали, что в интервалах глубин 3600–3620 и 3640–3660 м размер кристаллов в керне новой скважины существенно меньше, чем в керне скважины 5Г-1. В пластинах и шлифах, изготовленных из этих интервалов керна скважины 5Г-2, наблюдается полосчатое погасание кристаллов, свидетельствующее об их полигонизации в результате пластической деформации льда (рис. 5).

Указанные особенности структуры нового керна связаны с тем, что скважина 5Г-2 до глубины 3620 м проходит близко от стенки аварийной скважины 5Г-1, которая в течение 2007 г. испытала значительное сжатие в результате неполной компенсации горного давления буровым раствором. Среднее уменьшение диаметра скважины за счёт деформации её стенок составило за этот год около 2–3 мм. Второй участок с модифицированной структурой льда в керне скважины 5Г-2 наблюдается на глубине 3640–3660 м, в том месте, где новая скважина проходит рядом с большой каверной, образовавшейся в скважине 5Г-1 в результате использования этиленгликоля с целью попытки извлечения застрявшего в скважине бурового снаряда. При деформации льда увеличивается плотность дислокаций, которые способны формировать малоугловые границы (субграницы) внутри кристаллов. Дальнейшее развитие субграниц ведёт к полигонизации первичных кристаллов и, в

конечном счёте, к разделению их на самостоятельные кристаллические индивиды. Результат этого процесса — существенное уменьшение среднего размера кристаллов, которое хорошо видно при сравнении шлифов льда, поднятого с одной и той же глубины из скважин 5Г-1 и 5Г-2 (см. рис. 5). Таким образом, полученные нами данные по керну 5Г-2 в интервалах 3600–3620 и 3640–3660 м в большей степени характеризуют структуру деформированного льда, слагающего пристеночную область аварийной скважины, нежели особенности первичной структуры озёрного льда *in situ*.

Микроскопические исследования шлифов озёрного льда с первичной структурой показали практически полное отсутствие субграниц и других признаков дефектного строения льда, свидетельствующих о его деформации, на всём протяжении изученного разреза за исключением слоя 3600–3618 м, испытавшего структурные изменения в районе острова (см. далее). Совершенное строение кристаллов озёрного льда 2 на больших глубинах подтверждено результатами сканирования шлифов из интервала 3670–3720 м с помощью автоматического анализатора, который позволяет определять ориентировку главной оси кристаллов с высокой точностью и разрешением порядка 6 мкм.

В интервале глубин 3620–3640 м и глубже 3660 м результаты измерений удельной поверхности кристаллов в скважинах 5Г-1 и 5Г-2 совпадают в пределах случайной погрешности измерений, которая, учитывая несоответствие размера исследуемых пластин размеру кристаллов, может достигать 50%. В дальнейшем, при объединении данных, полученных по

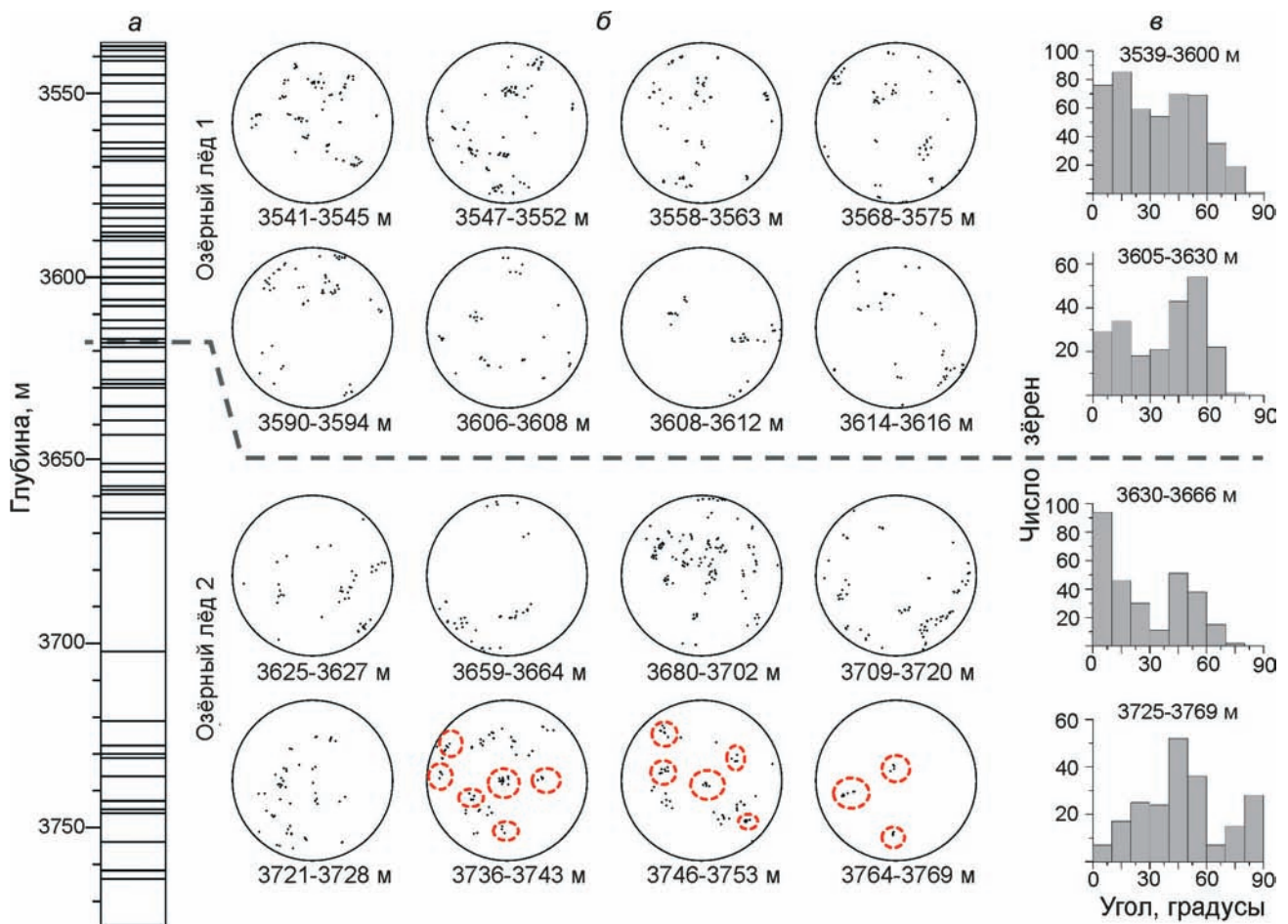


Рис. 6. Результаты измерений ориентировки *c*-осей кристаллов озёрного льда.
a – колонка с границами интервалов керна, в пределах которых сохранялась взаимная ориентировка кернов, поднятых в разных рейсах; *б* – диаграммы ориентировок *c*-осей (равноплощадная проекция Шмидта на плоскость нормальную оси керна); красными кружками обведены скопления точек, которые могут представлять собой результаты измерений одного и того же кристалла; *в* – гистограммы распределения кристаллов по углу наклона *c*-осей к плоскости нормальной оси керна
Fig. 6. Results of the *c*-axis orientation measurements in lake ice.
a – column showing boundaries between the depth intervals with continuous mutual orientation of ice cores retrieved in different drilling runs; *б* – fabric diagrams (equal-area net, projection on the plane normal to the core axis); red circles outline clusters of points presumably related to measurements of the same ice crystal; *в* – *c*-axis dip angle histograms (with respect to plane normal to the core axis)

кернам скважин 5Г-1 и 5Г-2, результаты измерений, выполненных по керну скважины 5Г-2 в интервалах глубин 3600–3620 и 3640–3660 м, не учитывались.

Ориентировка *c*-осей кристаллов озёрного льда.

В ледниковой толще, залегающей над озёрным льдом, наблюдаются два основных типа преобладающей ориентировки *c*-осей ледяных зёрен: 1) поясная ориентировка с группировкой осей вокруг вертикальной плоскости нормальной оси растяжения льда (типична для крупнозернистого льда, сформировавшегося в межледниковые периоды); 2) одномаксимумная субвертикальная ориентировка, соответствующая деформации сдвига (типична для мелкозернистого льда, отложенного в фазы максимального развития ледниковых условий) [6]. Кристаллографи-

ческая ориентировка зёрен в озёрном льду (рис. 6), на первый взгляд, кажется хаотичной, однако при более внимательном рассмотрении также обнаруживается определённая упорядоченность, которая эволюционирует с глубиной, отражая изменение условий роста конгеляционного льда из воды оз. Восток. На рис. 6, *a* показана колонка с границами интервалов, в пределах которых сохранялась взаимная азимутальная ориентировка кусков керна, полученных в разных рейсах бурения. В тех случаях, когда не удавалось сориентировать керны путём их механической стыковки, делалась попытка восстановить ориентировку, используя результаты измерений углов наклона *c*-осей в кристаллах, представленных в обоих стыкуемых кусках керна.

Диаграммы ориентировок c -осей ледяных кристаллов, измеренных по керну скважины 5Г-1 до глубины 3666 м и по керну скважины 5Г-2 в интервале глубин 3666–3769 м, показаны на рис. 6, б. Большинство из них характеризуется симметричным расположением проекций точек выходов c -осей относительно оси керна (выходит в центре проекции), которая примерно соответствует нормали к фронту кристаллизации. Поэтому, несмотря на азимутальную разориентировку диаграмм, они позволяют проследить основные тенденции в развитии закономерного строения ледяных агрегатов в пределах толщ озёрного льда 1 и 2. До глубины примерно 3565 м наблюдается близкое к равномерному распределение ориентировок c -осей с едва намечающейся тенденцией к преобладанию кристаллов с осями, лежащими под углами 0 – 20° и 40 – 60° к плоскости нормальной оси керна. Более отчётливо эта тенденция проявляется в нижележащей толще озёрного льда 1 и в толще озёрного льда 2 до глубины примерно 3680 м. Бимодальная форма распределения кристаллов по углу наклона их c -осей хорошо видна на гистограммах рис. 6, в, которые показывают, что на различных участках разреза преобладает либо субгори-

зонтальная ориентировка c -осей, либо ориентировка под углом 40 – 60° к горизонтальной плоскости. Глубже 3680 м кристаллы с субгоризонтальной ориентировкой постепенно исчезают, уступая место кристаллам с вертикально-ориентированными c -осями (см. рис. 6, в, гистограмма для интервала 3725–3769 м).

На диаграммах, относящихся к самой нижней части разреза (см. рис. 6, б, интервалы 3736–3743, 3746–3753 и 3764–3769 м), отчётливо видны скопления точек выходов c -осей с практически идентичной ориентировкой. Поскольку погрешность измерений составляет 5 – 10° , весьма вероятно, что каждое выделенное на диаграммах скопление точек отражает результаты измерений, выполненных по нескольким разобшённым сечениям одного и того же кристаллического индивида. Последнее свидетельствует о сложной форме и глубоком взаимном прорастании кристаллов, слагающих конжеляционный лёд оз. Восток. Поэтому можно считать, что представленный на рис. 7, а сводный профиль вертикального размера кристаллов льда, полученный методом секущих [27] по данным измерений в кернах скважин 5Г-1 и 5Г-2, даёт представление лишь о нижнем пределе размеров

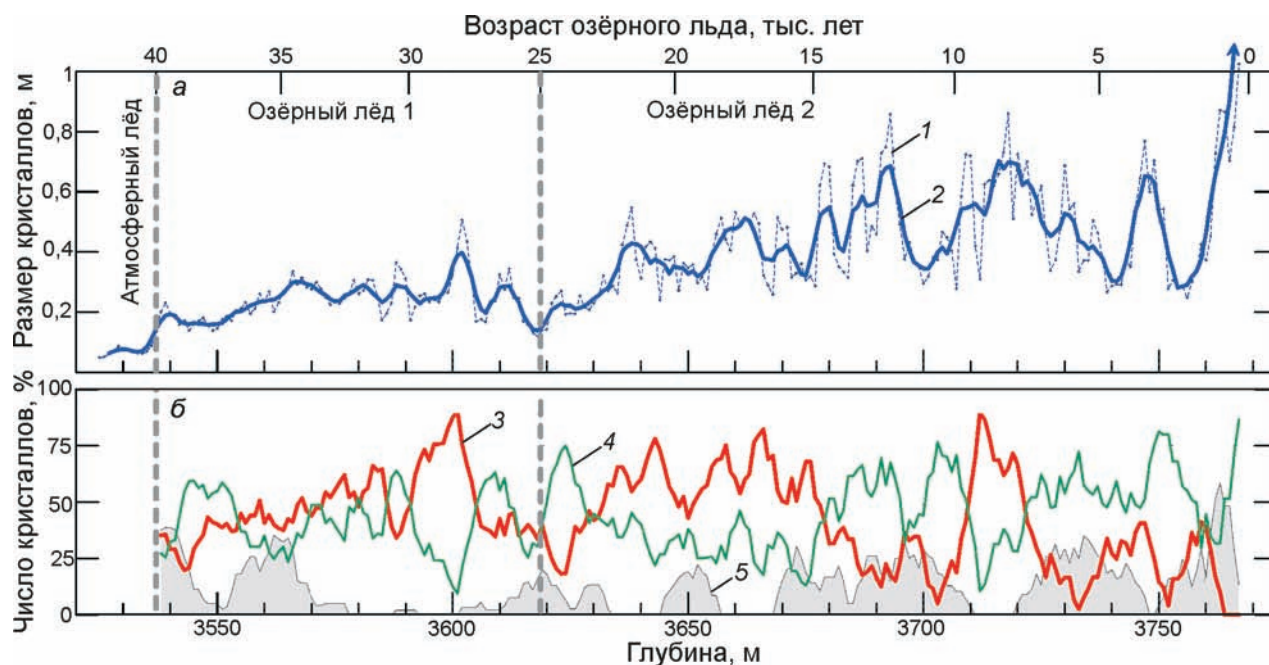


Рис. 7. Размер и ориентировка кристаллов озёрного льда по данным изучения кернов скважин 5Г-1 и 5Г-2. *а* – вертикальный размер кристаллов: 1 – результаты измерений; 2 – скользящее среднее по 5-метровым интервалам; нижние 3,5 м керна, непосредственно перед контактом с водой, сложены монокристаллическим льдом; *б* – доля кристаллов с углом наклона c -оси к плоскости, нормальной оси керна, лежащим в пределах 0 – 30° (3), 30 – 60° (4) и 60 – 90° (5). Представлены сглаженные по 5-метровым интервалам кривые. Вертикальные пунктиры – границы между атмосферным льдом, озёрным льдом 1 и озёрным льдом 2. Шкала возраста озёрного льда сверху графика построена по данным [23]

Fig. 7. Crystal size and c -axis orientation in lake ice as revealed from the 5G-1 and 5G-2 core studies. *a* – vertical size of ice crystals: 1 – experimental data; 2 – running average over the 5-m intervals; the bottom 3,5 m of the ice core immediately above the ice-water interface is formed by monocrystalline ice; *b* – fraction of crystals with c -axis dip angle (with respect to plane normal to the core axis) between 0 – 30° (3), 30 – 60° (4) and 60 – 90° (5) presented by the running average over the 5-m intervals. Vertical dashed lines indicate boundaries between meteoric ice, lake ice 1 and lake ice 2. The upper horizontal axis shows the age of lake ice as deduced in [23]

кристаллов в изученном разрезе. Принимая во внимание осевую симметрию ориентировок c -осей, эволюцию строения озёрного льда с глубиной удобно представить в виде изменения процентных долей кристаллов с углом наклона c -оси к плоскости, нормальной оси керна, лежащим в пределах $0-30^\circ$, $30-60^\circ$ и $60-90^\circ$. Соответствующие сводные кривые кристаллографической ориентировки, полученные по кернам обеих скважин, показаны на рис. 7, б.

Особенности конжеляционного льдообразования в оз. Восток

Сводный профиль размера кристаллов льда, продлённый до контакта ледника с подледниковым озером (см. рис. 7, а), подтвердил основную тенденцию в развитии структуры озёрного льда, обнаруженную ранее при изучении керна скважины 5Г-1 до глубины 3666 м [4, 5], а именно: рост среднего размера кристаллов по мере увеличения глубины залегания и уменьшения возраста льда. На фоне этой общей тенденции наблюдаются значительные вариации как размера, так и ориентировки кристаллов льда, которые должны отражать изменение условий конжеляционного льдообразования.

Монотонное изменение структуры и строения ледяных агрегатов наблюдается в толще озёрного льда 1 до глубины 3600 м. На этом участке толщи одновременно с ростом среднего размера кристаллов развивается субгоризонтальная ориентировка их c -осей (см. рис. 7, а, б). Указанный характер изменения строения конжеляционного льда по глубине отвечает классическому закону геометрического отбора, согласно которому преимущественное развитие в процессе стеснённого однонаправленного (ортотропного) роста ледяных агрегатов получают кристаллические индивиды, ориентированные своими a -осями (соответствуют направлениям максимальной скорости роста) параллельно тепловому потоку [3, 9]. При стеснённом росте ледяных агрегатов растут благоприятно ориентированные кристаллы и выклиниваются другие, что в идеальном случае приводит к формированию призматически-шестоватой структуры льда [8, 10]. К сожалению, развитие подобной структуры в толще льда оз. Восток нельзя подтвердить с помощью имеющихся в нашем распоряжении данных из-за слишком большого размера кристаллов.

В интервале 3600–3618 м размер кристаллов льда уменьшается и их ориентировка становится менее упорядоченной. Предполагается, что между образованием слоёв озёрного льда 1 и 2 существовал перерыв, связанный с прохождением ледника через остров, лежащий вверх по линии тока льда, которая пересекает скважину на ст. Восток (см. рис. 1). Закономерное строение нижнего слоя озёрного льда 1, сформировавшегося до острова (3600–3618 м), могло

нарушиться в результате его деформации при взаимодействии ледника с подстилающей горной породой, о котором свидетельствуют прослои крупных минеральных включений, обнаруженные в указанном интервале. Ниже по течению льда от острова процесс льдообразования возобновляется, но уже на ледяном основании с видоизменённой структурой. Начиная с глубины 3618 м и кончая глубиной 3693 м, опять наблюдается рост кристаллов, который первоначально сопровождается развитием субгоризонтальной ориентировки c -осей вплоть до глубины 3665 м.

Нижняя часть разреза толщи озёрного льда 2 (3693–3769 м) характеризуется весьма значительными и не всегда согласованными вариациями размера кристаллов и их ориентировки (см. рис. 7 а, б). За исключением интервала глубин 3710–3720 м, в пределах которого локальному росту размера кристаллов соответствует чётко выраженная субгоризонтальная ориентировка, в нижней части разреза преобладают промежуточная ($30-60^\circ$) и субвертикальная ориентировки c -осей кристаллов. Вблизи раздела лёд–вода размер кристаллов с глубиной резко увеличивается, достигая 3,5 м по вертикали в подошве ледника. Поверхность раздела лёд–вода ровная, насколько можно судить по нижнему торцу последнего керна, поднятого в рейсе, который завершился вскрытием подледникового озера.

Полученные данные показывают, что ортотропный рост кристаллов — основной механизм формирования строения ледяных агрегатов в 232-метровой толще конжеляционного льда под станцией Восток. Участки разреза, на которых тенденция роста кристаллов с глубиной прерывается, соответствуют пространственным и/или временным изменениям условий льдообразования вдоль линии тока льда *VFL* (см. рис. 1). Эти изменения, в свою очередь, отражаются в смене типа преобладающей ориентировки c -осей слагающих лёд кристаллических индивидов.

При формировании ледяных покровов на поверхностных пресноводных водоёмах этап ортотропного роста кристаллов обычно проходит две стадии. На первой, благодаря значительным градиентам температуры в ледяном покрове ($1-3^\circ\text{C cm}^{-1}$) и переохлаждению воды у фронта кристаллизации ($0,02-0,05^\circ\text{C}$), реализуются условия для преимущественного роста кристаллов с субгоризонтальной ориентировкой c -осей [1]. По мере уменьшения градиентов температуры до $0,1-0,5^\circ\text{C cm}^{-1}$ и переохлаждения до $0,001-0,01^\circ\text{C}$, а также с ростом толщины ледяного слоя преимущественное развитие получают кристаллы с c -осями (совпадают с направлением максимальной теплопроводности), ориентированными вертикально, т.е. параллельно тепловому потоку [1]. Таким образом, на второй стадии происходят разрастание кристаллов с вертикальной ориентировкой и выкли-

нивание выросших на первой стадии горизонтально ориентированных кристаллов. Скорость роста кристаллов уменьшается с 10^{-4} см с^{-1} на первой стадии ортотропного роста до 10^{-5} см с^{-1} на второй [1].

В отличие от поверхностных водоёмов, конжеляционный лёд в оз. Восток образуется при почти постоянном градиенте температуры в ледяном покрове порядка $2 \cdot 10^{-4}$ °С см^{-1} и скорости роста льда менее $2 \cdot 10^{-8}$ см с^{-1} [23]. В соответствии с имеющимися данными общая минерализация озёрной воды, из которой образуется лёд, не превышает 1‰ [25] или существенно меньше этого значения, если принять во внимание неполное смешивание более пресной (0,001‰) талой ледниковой воды, поступающей к фронту кристаллизации, с резидентной водой озера [2]. Следовательно, возможность влияния минерализации воды на процесс ортотропного роста кристаллов льда [1] практически исключена.

Известно, что в пресной воде устойчивый преимущественный рост кристаллов с горизонтальной ориентировкой c -осей возможен только при сохранении достаточно глубокого переохлаждения воды у фронта кристаллизации [1, 8]. В оз. Восток такие условия могут поддерживаться на определённых участках линии тока льда *VFL* и/или в определённые периоды времени, благодаря поступлению в район образования льда переохлаждённой до 0,01–0,1 °С воды из северной части озера, где происходит донное таяние ледникового льда [26]. В соответствии с данными, приведёнными на рис. 7, условия, благоприятствующие разрастанию горизонтально ориентированных кристаллов, преобладали при формировании слоёв конжеляционного льда, залегающих в настоящее время в интервалах глубин 3537–3600, 3618–3665 и 3710–3720 м (границы интервалов приблизительные). Схема на рис. 1 позволяет установить примерное положение районов образования этих участков ледяной толщи.

Наиболее яркий пример проявления закона геометрического отбора при ортотропном росте кристаллов льда из воды оз. Восток – участок ледяной толщи, залегающий на глубинах 3710–3720 м, который сформировался примерно в 10 км вверх по течению льда от станции Восток. Доля кристаллов с субгоризонтальной ориентировкой c -осей достигает здесь 80%. Изотопные исследования керн скважины 5Г-2 показали, что в интервале 3710–3720 м резко увеличивается концентрация тяжёлых изотопов в озёрном льду, а наклон линии регрессии $\delta D(\delta^{18}O)$ приближается к типичному для атмосферного льда [2]. Поскольку талая ледниковая вода в изотопном отношении тяжелее резидентной воды озера, полученные данные подтверждают существенный вклад переохлаждённой талой воды в формирование этого участка ледяной толщи.

Прекращение или ослабление притока переохлаждённой воды в район образования льда, связанное с пространственными и временными изменениями в циркуляции озера, приводит к смене направленности процесса разрастания и выклинивания растущих кристаллов льда. Существование устойчивой термической стратификации у фронта кристаллизации способствует преимущественному росту кристаллов с субвертикальной ориентировкой c -осей. Эти оси совпадают с направлением максимальной теплопроводности кристаллов льда, и, следовательно, их вертикальное положение способствует отводу тепла, выделяющегося при кристаллизации воды. Таким образом, смена условий льдообразования должна приводить к уменьшению среднего размера кристаллов с глубиной за счёт разрастания кристаллов с субвертикальной или близкой к ней ориентировкой и выклинивания выросших на предыдущей стадии льдообразования горизонтально ориентированных кристаллов.

В действительности, специфические условия конжеляционного льдообразования в оз. Восток (малые градиенты температуры, низкая скорость роста льда, грандиозные временные и пространственные масштабы процесса) приводят к образованию целого ряда переходных структур с отличной от субгоризонтальной ориентировкой главных кристаллографических осей. Эти переходные типы строения льда, формирующиеся в условиях ограниченного притока переохлаждённой воды, встречаются на протяжении всего разреза толщи озёрного льда за исключением интервалов, в которых рост кристаллов сопровождается развитием субгоризонтальной ориентировки c -осей (см. ранее). Таким образом, вариации размера и ориентировки кристаллов конжеляционного льда с глубиной, наблюдаемые в экспериментальных профилях на рис. 7, отражают пространственно-временные изменения интенсивности притока переохлаждённой воды к фронту кристаллизации. Интервалы монотонного увеличения размера кристаллов и развития упорядоченного строения льда с глубиной формируются в стабильных условиях льдообразования, которые могут характеризоваться как наличием, так и отсутствием переохлаждённой воды у фронта кристаллизации. При этом индикатор условий, в которых протекало льдообразование, – тип развивающейся упорядоченной кристаллографической ориентировки. Участки толщи, где наблюдаются уменьшение размера кристаллов и нарушение упорядоченного строения ледяных агрегатов, формируются при сменах направленности процессов разрастания и выклинивания кристаллов, которые происходят в ответ на изменения условий образования льда.

Заключение

Детальные петрографические исследования, выполненные по кернам двух скважин, позволили получить большой объём данных, количественно характеризующих структуру и строение 232-метровой толщи конгеляционного льда, которая залегает в основании Антарктического ледникового покрова под станцией Восток. Эта толща, нарастая на подошву ледника за время его прохождения над оз. Восток, условно подразделяется на два слоя: озёрный лёд 1 и озёрный лёд 2.

Слой озёрного льда 1 (интервал глубин 3537–3618 м) образовался примерно в 50 км вверх по течению льда, от станции Восток в мелководном проливе, который отделяет небольшой остров, лежащий на линии тока льда, от западного берега озера. Он содержит видимые невооружённым глазом минеральные включения донных осадков озера, а также водные карманы, представляющие собой замёрзшие включения озёрной воды, захваченные в процессе роста льда. Объёмная доля водных карманов в озёрном льду 1 не превышает 1%, а их средний размер составляет порядка 0,5 см. Газы, захваченные из озера водными карманами, образуют кристаллические включения газовых гидратов. Слой озёрного льда 2 (3618–3769 м) формировался в глубоководной части озера при очень низкой скорости роста ледяных кристаллов, которая исключает возможность образования жидких включений и захват растворённых в воде газов и других примесей.

Структура и строение обоих слоёв озёрного льда развиваются по законам ортотропного роста ледяных кристаллов из пресной воды. Основная тенденция в эволюции структуры – увеличение среднего размера кристаллов с глубиной по мере уменьшения возраста льда и приближения к разделу лёд–вода. Установлено, что наблюдаемые на фоне этого тренда вариации размера и ориентировки кристаллов отражают пространственно-временные изменения интенсивности притока переохлаждённой воды к фронту кристаллизации из северных районов озера, где происходит таяние ледникового льда. Наличие переохлаждённой воды у фронта кристаллизации способствует устойчивому преимущественному росту кристаллов с субгоризонтальной ориентировкой *c*-осей. В условиях недостатка переохлаждённой воды перевес в росте получают кристаллы с субвертикальной или наклонной к фронту кристаллизации ориентировкой осей. Таким образом, по типу преимущественной кристаллографической ориентировки можно судить о степени интенсивности поступления талой воды в район льдообразования.

В дальнейшем, после завершения изотопных анализов керна скважины 5Г-2, рассмотренные в этой работе данные и установленные закономерности фор-

мирования структуры и строения озёрного льда будут использованы совместно для выяснения особенностей циркуляции воды в южной части оз. Восток. Знание этих особенностей необходимо для интерпретации результатов прямых исследований водной толщи озера, которые планируется провести через скважину 5Г-2.

Благодарности. Это исследование стало возможным благодаря успешному завершению многолетнего проекта глубокого бурения на станции Восток. Авторы благодарят специалистов Национального минерально-сырьевого университета «Горный» (СПГГИ) и их руководителя – профессора Н.И. Васильева за подготовку и проведение буровых работ и Российскую антарктическую экспедицию за логистическую поддержку гляциологических исследований на станции Восток. Мы также выражаем признательность В.Н. Голубеву за многочисленные обсуждения материалов статьи.

Работа выполнена в рамках Проекта 2 подпрограммы «Изучение и исследование Антарктики» ФЦП «Мировой океан» при финансовой поддержке РФФИ, грант 12-05-00868 а.

Литература

1. Голубев В.Н. Закономерности ортотропного роста льда из пресной и минерализованной воды // Криосфера Земли. 2003. Т. 7. № 2. С. 48–56.
2. Екайкин А.А., Липенков В.Я., Козачек А.В. Изотопный режим подледникового озера Восток по данным исследований глубокого ледяного керна // Лёд и Снег. 2012. № 4 (120). С. 78–85.
3. Лемлейн Г.Г. Морфология и генезис кристаллов. М.: Наука, 1973. 328 с.
4. Липенков В.Я., Екайкин А.А., Шибяев Ю.А., Полякова Е.В., Преображенская А.В. Гидрологический режим подледникового озера Восток по данным изучения керна озёрного льда // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 2 (85). С. 77–89.
5. Липенков В.Я., Лукин В.В., Булат С.А., Васильев Н.И., Екайкин А.А., Лейченко Г.Л., Масолов В.Н., Попов С.В., Саватюгин Л.М., Саламатин А.Н., Шибяев Ю.А. Итоги исследования подледникового озера Восток в период МПГ // Вклад России в Междун. полярный год 2007/08: Полярная криосфера и воды суши / Ред. В.М. Котляков. М.: Paulsen, 2011. С. 17–45.
6. Липенков В.Я., Полякова Е.В., Дюваль П., Преображенская А.В. Особенности строения антарктического ледникового покрова в районе станции Восток по результатам петроструктурных исследований ледяного керна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. Вып. 76. С. 68–77.
7. Салтыков С.А. Стереометрическая металлография. М.: Металлургия, 1970. 145 с.
8. Черепанов Н.В. Роль термического режима водоёма в формировании кристаллической структуры льда // Проблемы Арктики и Антарктики. 1968. Вып. 29. С. 55–63.
9. Шубников А.В. Как растут кристаллы. М.: Изд-во АН СССР, 1935. 78 с.

10. Шумский П.А. Основы структурного ледоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 492 с.
11. Bell R.E., Studinger M., Tikku A.A., Clarke G.K.C., Gunter M.M., Meertens Ch. Origin and fate of Lake Vostok water frozen to the base of the East Antarctic ice sheet // *Nature*. 2002. V. 416. P. 307–310.
12. Ekaykin A.A., Lipenkov V.Y., Petit J.R., Johnsen S., Jouzel J., Masson-Delmotte V. Insights into hydrological regime of Lake Vostok from differential behavior of deuterium and oxygen-18 in accreted ice // *Journ. of Geophys. Research*. 2010. V. 115 (C05003). P. 1–14.
13. Ewert H., Popov S.V., Richter A., Schwabe J., Scheinert M., Dietrich R. Precise analysis of ICESat altimetry data and assessment of the hydrostatic equilibrium for subglacial Lake Vostok East Antarctica // *Geophys. Journ. International*. 2012. (in press).
14. Hori A., Hondoh T., Oguro M., Lipenkov V.Ya. Ice-lattice distortion along the deepest section of the Vostok core from X-ray diffraction measurements // *Annals of Glaciology*. 2004. V. 39. P. 501–504.
15. Ikeda T., Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya., Hondoh T. Diffusion of air molecules in polar ice sheets // *Physics of Ice Core Records* / Ed. T. Hondoh. Sapporo: Hokkaido Univ. Press., 2000. P. 393–421.
16. Jouzel J., Petit J.R., Souchez R., Barkov N.I., Lipenkov V.Ya., Raynaud D., Stievenard M., Vassiliev N.I., Verbeke V., Vimeux F. More than 200 m of lake ice above subglacial Lake Vostok, Antarctica // *Science*. 1999. V. 286. P. 2138–2141.
17. Leitchenkov G.L., Belyatsky B.V., Rodionov N.V., Sergeev S.A. Insight into the geology of the East Antarctic hinterland: study of sediment inclusions from ice cores of the Lake Vostok borehole // *Antarctica: A Keystone in a Changing World*. U.S.Geological Survey and U.S. National Academy. Open-File Report. 2007. P. 1047–1050. Short Research Paper 014. doi:10.3133/of2007-1047.srp014.
18. Lipenkov V.Ya. Air bubbles and air-hydrate crystals in the Vostok ice core // *Physics of Ice Core Records* / Ed. T. Hondoh. Hokkaido Univ. Press. Sapporo, 2000. P. 327–358.
19. Lipenkov V.Ya., Candaudap F., Ravoit J., Dulac E., Raynaud D. A new device for air content measurements in polar ice // *Journ. of Glaciology*. 1995. V. 41. № 138. P. 423–429.
20. Lipenkov V.Ya., Istomin V.A. On the stability of air clathrate-hydrate crystals in subglacial lake Vostok, Antarctica // *МГИ*. 2001. № 91. P. 138–149.
21. Masolov V.N., Popov S.V., Lukin V.V. Sheremetyev A.N., Popkov A.M. Russian geophysical studies of Lake Vostok, Central East Antarctica // *Antarctica: Contributions to Global Earth Sciences*. Berlin Heidelberg. New York: Springer, 2006. P. 135–140.
22. Montagnat M., Duval P., Bastie P., Hamelin B., Brissaud O., de Angelis M., Petit J.R., Lipenkov V.Ya. High crystalline quality of large single crystals of subglacial ice above Lake Vostok (Antarctica) revealed by hard X-ray diffraction. *Sciences de la Terre et des planètes* // *Earth and Planetary Sciences*. 2001. V. 333. P. 419–425.
23. Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Popov S.V., Lipenkov V.Y. Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica) // *Physics of Ice Core Records* / Ed. T. Hondoh. Sapporo: Hokkaido Univ. Press., 2009. P. 167–194.
24. Siegert M.J., Ellis-Evans J.C., Tranter M., Mayer C., Petit J.R., Salamatin A.N., Prisco J. Physical, chemical and biological processes in Lake Vostok and other Antarctic subglacial lakes // *Nature*. 2001. V. 414. P. 603–609.
25. Souchez R., Petit J.R., Tison J.L., Jouzel J., Verbeke V. Ice formation in subglacial Lake Vostok, Central Antarctica // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 181. P. 529–538.
26. Souchez R., Jean-Baptiste P., Petit J.R., Lipenkov V.Ya., Jouzel J. What is the deepest part of the Vostok ice core telling us? // *Earth Science Review*. 2002. № 60. P. 131–146.
27. Underwood E.E. *Quantitative stereology* // Reading. MA. Addison-Wesley Publishing Co., 2000. 423 P.

Summary

Petrographic studies performed on the continuous basis along the two ice cores obtained from holes 5G-1 and 5G-2 at Vostok Station has allowed to characterize with great details the evolution of the ice texture and fabric in the 232-m thick stratum of accreted ice formed from the Lake Vostok water. Conventionally the whole thickness of accreted ice is divided into two strata: lake ice 1 and lake ice 2. Lake ice 1 (3537–3618 m), formed in the shallow strait 50 km upstream of Vostok, is characterized by presence of disseminated mineral inclusions of Lake Vostok sediments, as well as of «water pockets» that represent frozen water inclusions trapped during the ice accretion. The latter constitute less than 1% of the total ice volume, their mean size is about 0.5 cm. Gases trapped by «water pockets» during ice formation transform into crystalline inclusions of mixed gas hydrates. Accretion of lake ice 2 (3618–3769 m) proceeds in the deep part of the lake at a very small rate that does not assume trapping of liquid water inclusions and gases.

Both strata of accreted ice are formed by orthotropic crystal growth from pure water. The main tendency in the evolution of accreted ice texture is growth of the mean crystal size with depth as the lake ice becomes younger towards the ice-water interface. The high-amplitude variations of crystal size and orientation observed around this general trend are shown to be linked with temporal and spatial variability of the supercooled melt-water flux from the northern part of the lake towards the ice formation site. The presence of supercooled water at the crystallization front supports persistent preferable growth of ice crystals with sub-horizontally oriented c-axes. The lack of supercooled water in turn support persistent growth of ice crystals with vertical or inclined with respect to the crystallization front c-axis orientation. It means that each of these preferred fabric orientations could serve as an indicator of intensity of melt water flux towards the ice formation site. After completing the isotope measurements on the 5G-2 ice core we plan to use the data on ice texture and fabric obtained in this study together with isotope data for thorough analysis of the peculiarities of water circulation in the southern part of Lake Vostok.